

VARIABILITY OF WATER FLUXES OFF PORTUGAL DERIVED FROM AN OPERATIONAL MODEL

Verelst Nathalie

Universidade Tecnica de Lisboa, Instituto Superior Tecnico, Maretec (Erasmus)

Université de Liège, Place du XX août 7-9, 4000 Liège

E-mail: n_verelst@hotmail.com

Alhoewel de watermassa's ten westen van het Iberische schiereiland reeds uitvoerig beschreven zijn, is er een gebrek aan quantificatie van deze watermassa's. In dit werk werd het MOHID – model (Modelo Hidrodinamico) gebruikt om de seizoenale circulatie van de watermassa's ten westen van het Iberische schiereiland te simuleren en te quantificeren. Het Iberische systeem is zeer seizoensgevoelig aangezien het afhankelijk is van de positie van het hogedrukgebied van de Azoren. In de zomer verplaatst dit hogedrukgebied zich naar het noorden wat leidt tot zuidwaartse oppervlaktestromingen. In de winter migreert het hogedrukgebied weer naar het zuiden en vindt men poolwaartse stromingen in de ganse waterkolom.

De waterkolom bestaat uit oppervlaktewater, intermediaire wateren en dieptewater die men van elkaar kan onderscheiden door hun specifieke saliniteit en potentiële temperatuur. De oppervlaktelaag bestaat uit oppervlaktewater en centrale watermassa's. Deze centrale wateren bestaan uit zoeter, centrale water van subtropische oorsprong (ENACW_{st}) over een zoutere laag van subpolaire origine (ENACW_{sp}). In de intermediaire laag zijn de mediterrane waters dominant (MW). Dit mediterrane water wordt bij het verlaten van de Straat van Gibraltar gestuurd door de topografie. Aangezien het Iberisch plateau een zeer grillig reliëf heeft (kapen, onderzeese gebergten en cañons) is het mediterrane water onderworpen aan veel vermenging met watermassa's in zijn omgeving. De signatuur van dit water zal bijgevolg veranderen naarmate het zich verplaatst. In het noordwesten van de regio, dieper dan 1400m, vindt men ook Labrador Sea Water (LSW). Dieptewaters worden dan weer gekenmerkt door een heterogene laag van MW, LSW (in het noordwesten) en NADW (North – Atlantic Deep Water) over een homogene laag NADW. De fysieke kenmerken van deze watermassa's worden uitvoerig beschreven in hoofdstuk 2 van dit werk.

Deze watermassa's zijn niet enkel onderhevig aan seizoenale veranderingen, ze worden ook onderworpen aan de invloed van meanderende stromingen, filamenten van opwellend water en tegenstromingen. Deze submesoscale fenomenen hebben een tijdschaal van enkele tientallen dagen en domineren het mariene ecosysteem ten westen van het Iberische schiereiland. In deze studie zullen we het MOHID – model gebruiken om de dynamiek van de oceaan te simuleren voor het gebied begrensd door -12.67 en 5.53°W en 34.3 en 45.03°N voor de periode vanaf 1 juni 2006 tot 1 juli 2007. Aangezien we vooral de seizoenale variabiliteit willen bestuderen, volstond het een maandelijkse tijdschaal te gebruiken. Het doel van deze simulatie was het verkrijgen van een beter inzicht in de verschillende fysische processen in het oppervlaktewater ten westen van het Iberische schiereiland, de identificatie van de verschillende watermassa's die betrokken zijn in deze processen en het kwantificeren van de verschillende transporten. Om dit te verwezenlijken, introduceerden we een nieuwe ruimtelijke

discretisatie in het MOHID – model. In het horizontale vlak werd het domein onderverdeeld in 22 vakken in functie van de bathymetrie van de regio. In het verticale vlak bestaat het model uit 43 lagen die exponentieel variëren tussen ‘indicator – dieptes’ (dit zijn de dieptes waar men de scheidingslagen tussen de verschillende watermassa’s vindt). Deze 43 lagen werden vervolgens gegroepeerd in 7 verticale vakken en toegevoegd aan de horizontale discretisatie. Daarnaast werd het model ook voorzien van een bathymetrie, initiële en limietcondities voor temperatuur, saliniteit en snelheden, de voornaamste riviertransporten, meteorologische data en getijdata. Het model zal deze data toevoegen aan een semi – impliciet ADI – schema (Alternating Direction Implicit) om te discretiseren in de tijd en aan een TVD – superbee schema om te discretiseren in de ruimte. Initiële condities voor temperatuur en saliniteit worden gegeven door het Mercator – model, terwijl initiële snelheden worden gelijkgesteld aan nul. Eens deze gediscrètiseerde vergelijkingen zijn opgelost, zal het model limietcondities en een sponslaag toepassen in de uiterste 10 cellen.

Het MOHID – model berekent 12 – uurlijkse velden met de saliniteit en de temperatuur, maandelijks velden met residuele snelheid en 24 – dagelijkse transporten tussen de verschillende vakken. De data voor de temperatuur, de saliniteit en de residuele snelheid hebben een horizontale resolutie van 7km. Deze data werd vervolgens gevalideerd met een jaarlijkse climatologie, Mercator – data, in situ data van de MORENA – campagne en met de in situ data van de ARGO – vlotters. De validatie met de climatologie en het Mercator – model toont aan dat de meeste verschillen te wijten zijn aan het gebruik van verschillende bathymetriën, initiële en limietcondities. De vergelijking met de MORENA – data bewijst dan weer dat het model een accurate voorstelling van de verschillende watermassa’s geeft. Uiteindelijk werden de MOHID – resultaten vergeleken met de temperatuur – en saliniteitsprofielen van de Argo – vlotters. Daarbij was er een groot saliniteitsverschil op te merken in het oppervlaktewater tijdens het najaar van 2006. Dit verschil is waarschijnlijk te wijten aan de slechte tijdsresolutie van de meteorologische data in 2006, al valt een slechte representatie van de intrusie van WNACW (Western North Atlantic Central Water) niet uit te sluiten. Het saliniteitsverschil in intermediaire data is echter constant aanwezig in de data en wordt toegeschreven aan de overdreven verticale diffusie van het model. Omwille van de schaarse data over de transporten van verschillende watermassa’s, konden de verkregen resultaten niet gevalideerd worden. Aangezien de massa geconserveerd wordt door het model en de data voor temperatuur en saliniteit betrouwbaar zijn, kunnen we echter wel besluiten dat de berekende transporten realistisch zijn.

De resultaten tonen aan dat de circulatie in de oppervlaktelaag sterk beïnvloed wordt door de meteorologische condities. In de nazomer en winter vinden we geen poolwaartse stroming meer op volle zee ten gevolge van de sterke noordenwind. Het gros van de geostrofische stroming die de regio binnenkomt te 39°N zal bijgevolg de Golf van Cadiz instromen en we krijgen een verzwakking van de poolwaartse stroming langs de continentale helling. Deze poolwaartse randstroom bedraagt in januari 0.8 Sv, wat in overeenstemming is met een eerste schatting van Stevens (2000). De dynamiek van het hele systeem wordt voornamelijk bepaald door de oostwaartse geostrofische stroming en de equatoriale stroming op volle zee. In maart hebben we een overgangsregime met een zeer zwak equatoriaal transport op volle zee (0.3 Sv) en een

grote recirculatie in de Golf van Cadiz (2.5 Sv). Tegen mei is de geostrofische stroom quasi onbestaande en hebben we een equatoriale stroom ter hoogte van Kaap St. Vincent (2 Sv). In juni is deze equatoriale stroming al verdrongen door een poolwaartse stroming ter waarde van 1.8 Sv wat de grote variabiliteit van de transporten tijdens de zomermaanden aantoont.

Op het niveau van de subtropische centrale wateren vinden we grotendeels hetzelfde circulatie patroon terug als in het oppervlaktewater. De transporten zijn echter wel kleiner, omdat deze laag meer wrijving ondervindt. Enkel de geostrofische stroming die voornamelijk uit $ENACW_{st}$ bestaat, is zeer prominent aanwezig. In september vinden we in het noorden een intrusie van $WNACW$ (0.4Sv) die van het $ENACW_{st}$ gescheiden wordt door het Galicia front. In de late herfst en het begin van de winter worden de equatoriale en de geostrofische stroming afwisselend versterkt. In de lente en het begin van de zomer hebben we opnieuw een overgangsregime met een equatoriaal transport ten noorden van $38^{\circ}N$ en een dominante equatoriale stroming ten zuiden hiervan.

In subpolaire centrale wateren hebben de meteorologische condities geen invloed meer op de circulatie en vinden we het hele jaar door een poolwaartse stroming langs de continentale helling ter waarde van 0.25 à 0.53 Sv. Op volle zee wordt het regime gedomineerd door de oostwaartse geostrofische stroming of door een equatoriale stroming. Het dominante regime wordt hier bepaald door de intensiteit van de geostrofische stroming.

In intermediaire wateren is het mediterrane water de voornaamste watermassa. Dit mediterrane water wordt bij het verlaten van de Straat van Gibraltar door de Corioliskracht tegen de continentale helling gedrukt en vormt zo een poolwaartse randstroom (0.8 Sv). In het noordwesten van de regio, ten noorden van $42^{\circ}N$ werd er ook Labrador Sea Water gevonden. De saliniteitsgradiënt tussen deze beide watermassa's is een verlenging van het Galicia front in de centrale wateren. De invloed van de bovenliggende geostrofische stroming is ook hier bepalend voor de circulatie. Het mediterrane water wordt bijgevolg ook beïnvloed door de watermassa's in zijn omgeving en verspreidt niet enkel zijn eigen warme, saline signatuur.

Aangezien we ervoor gekozen hebben de fluxen tussen de vakken elke 24 dagen te berekenen, zijn we niet in staat om met deze data opwellingsevenementen met een typische tijdschaal van 4 dagen te bestuderen. Een snelle analyse van de gesimuleerde SST leert ons echter dat de opwelling varieerde tussen 2.4 en 16.7 Sv. Deze cijfers zijn groter dan de eerste cijfers van Mazé (1997 – 0.2 Sv), maar dit kan te wijten zijn aan de berekening waarin we telkens vermenigvuldigd hebben met de totale lengte van de westkust van het Iberische schiereiland en niet met de karakteristieke lengte van de opwelling.

Aangezien het Iberische systeem ook onderhevig is aan de lange termijnvariatie van de Noord – Atlantische Oscillatie is het zeer interessant om ook te simuleren voor langere periodes. Desondanks heeft dit werk ons in staat gesteld om een beter inzicht te krijgen in het circulatiepatroon (bv. de dominante rol van de geostrofische stroming) en om deze circulatie te kwantificeren. Indien we verticale transporten willen bestuderen kunnen we dit experiment herhalen met een kortere tijdschaal of er Lagrangiaanse tracers op toepassen.